

# AMENAZA SÍSMICA EN LA REGIÓN DE LOS ANDES VENEZOLANOS

JULIO J. HERNÁNDEZ<sup>1</sup> Y MICHAEL SCHMITZ<sup>2,3,4</sup>

<sup>1</sup> Consultor en Ingeniería Sísmica y Estructural, Caracas. correo-e: juljavher7@gmail.com

<sup>2</sup> Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. correo-e: schmitzschutt@gmail.com

<sup>3</sup> Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas.

<sup>4</sup> Universidad Simón Bolívar, Departamento de Ciencias de la Tierra, Caracas.

Fecha

Fecha

## RESUMEN

Debido a la existencia del sistema de fallas transcurrente de Boconó, junto con fallas inversas paralelas, la región de los Andes venezolanos exhibe una elevada amenaza sísmica, manifestada históricamente en una serie de terremotos destructores. Para la nueva norma sísmica venezolana se ha desarrollado una evaluación de la amenaza sísmica, basada en un nuevo modelo sismogénico, cuyos resultados se comparan en 8 poblaciones de los estados Lara, Trujillo, Mérida y Táchira con los de la norma vigente, así como con dos trabajos previos. El mapa de la nueva evaluación muestra mayores detalles que los mapas anteriores, evidenciando la concentración de amenaza sísmica en torno a las fallas reconocidas, sobre todo la falla de Boconó. Respecto a la norma vigente se observa una disminución de la amenaza sísmica en la zona más al norte (Carora y Barquisimeto), poca variación hacia el centro-norte (Trujillo, Valera y Escuque), un incremento en el estado Mérida (incluyendo el flanco hacia El Vigía) y una variación relativamente pequeña en el estado Táchira, con algún aumento hacia La Fría. Para ambas normas y las 8 poblaciones se presentan los espectros elásticos en roca, así como espectros de diseño para una clase de sitio intermedia y ciertos edificios regulares. En los espectros elásticos se observa para períodos cortos un aumento en el estado Mérida de 20% respecto a la norma actual, menores aumentos en el estado Táchira y disminuciones en Trujillo, Barquisimeto y Carora; en los espectros de diseño considerados se observa un aumento hasta de 50% para períodos cortos; mientras que en ambos casos las diferencias son menores para períodos intermedios y largos. Estos valores concuerdan con la diversidad por estados de los terremotos históricos destructivos, con excepción de Barquisimeto. La baja asignación en Carora coincide con la ausencia de intensidades sísmicas severas a la fecha.

*Palabras clave:* Amenaza sísmica, modelo sismogénico, espectros de diseño, norma sísmica, Andes venezolanos.

## SEISMIC HAZARD IN THE REGION OF VENEZUELAN ANDES

### ABSTRACT

Due to the existence of the Boconó strike-slip fault system, along with parallel inverse faults, the Venezuelan Andes presents a high seismic hazard, historically manifested by a series of destructive earthquakes. For the new Venezuelan Seismic Building Code, an evaluation of the seismic hazard has been developed, based on a new seismogenic model. The resulting peak accelerations are compared in this work for 8 cities with those of the current code, as well as two precedent works. The map of the new evaluation allows greater detail to one of the previous maps, which evidences the concentration of seismic hazard around the recognized faults, mainly the Boconó fault. Concerning the current code, there is a decrease in the seismic hazard to the north (Carora and Barquisimeto), little variation towards the center-north (Trujillo, Valera, and Escuque), an increase in Mérida state (including the flank towards El Vigía) and a relatively small variation in Táchira state, with some increase in La Fría. For both codes and the 8 cities, elastic spectra at rock are presented, as well as design spectra for an intermediate site class and certain regular buildings. In the elastic spectra, an increase in acceleration of 20% is observed at short periods in Merida state for the new code relative to the current one; lower increases are observed in Táchira state and decreases in Trujillo, Barquisimeto, and Carora. In the considered design spectra an increase of up to 50% is observed for short periods, while in both cases the differences are smaller for intermediate and long periods. These values agree with the diversity of destructive historical earthquakes according to the states, except for Barquisimeto. The low values in Carora coincide with the absence of severe seismic intensities to date.

*Keywords:* Seismic hazard, seismogenic model, design spectra, seismic code, Venezuelan Andes.

## INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presenta una versión actualizada de la amenaza sísmica en la región de los Andes venezolanos con base en el trabajo sobre Venezuela (Hernández, Schmitz, Paolini y Delgado, 2017) desarrollado para la nueva versión de la norma sísmica nacional (López y otros, 2017; Fodenorca, 2019), más comparaciones con normativas y trabajos anteriores. La evaluación de la amenaza sísmica realizada se sustenta en un modelo sismogénico renovado (Hernández y Schmitz, 2017) y la aplicación de modernas relaciones de atenuación de los efectos sísmicos (Stewart y otros, 2013), constituyendo un sustancial avance respecto a las versiones anteriores. A futuro podría ser complementada con contribuciones del proyecto Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME) (Schmitz y otros, 2015).

La región de los Andes venezolanos constituye una de las regiones de más elevada sismicidad en el país. A lo largo de los últimos 461 años (tras la fundación de Mérida en 1558) ha sufrido varios fuertes terremotos con epicentros en la región o al sur cerca de la frontera colombiana, entre los que destacan los de 1610 (muy destructivo en Bailadores y La Grita; destructivo en Mérida), 1644 (severo en Mérida), 1674 (muy dañino en Mérida y Trujillo), 1736 (severo en Barquisimeto), 1775 (severo en Trujillo), 1812 (destructivo en Mérida y Barquisimeto), 1849 (destructivo en Lobatera), 1870 (severo en El Tocuyo y Quíbor), 1875 (muy destructivo en Cúcuta, San Antonio y La Grita; destructivo en San Cristóbal; severo en Tovar; dañino en Mérida), 1894 (llamado “el gran terremoto de Los Andes”; muy destructivo en Zea; destructivo en Tovar y Mérida; muy dañino en San Cristóbal), 1894 (severo en Carache), 1899 (severo en Barquisimeto), 1932 (severo en La Grita, Tovar, Bailadores, etc.), 1950 (destructivo en El Tocuyo; severo en Biscucuy y Guanare; dañino en Barquisimeto y Carora), 1957 (muy dañino en San Antonio; dañino en La Grita), 1975 (destructivo en Atarigua y San Pablo; severo en Curarigua). [Las antecedentes calificaciones de los efectos sísmicos siguen la escala de intensidad sísmica EMS-98 (CSE, 2003) dada en grados de  $I_{EMS}$ : a) dañino para  $I_{EMS} \sim VII$ ; b) muy dañino para  $I_{EMS} \sim VII+$ ; c) severo para  $I_{EMS} \sim VIII$ ; d) destructivo para  $I_{EMS} \sim IX$ ; e) muy destructivo para  $I_{EMS} \sim X$ ].

Dada la gran actividad sísmica en la región, uno de los primordiales problemas con fines de ingeniería es el estimado de la amenaza sísmica. Esta suele evaluarse en términos de la probabilidad de excedencia del movimiento de un terreno rocoso en un lapso determinado, siendo 10 % en 50 años la referencia usual, la cual corresponde a un periodo medio de retorno de 475 años.

Dentro de la región andina este trabajo se limita a los estados Lara, Trujillo, Mérida y Táchira para los cuales en la norma sísmica actual (COVENIN 1756:2001) se asignan las zonas 4 y 5, con coeficientes de aceleración horizontal de 0.25 y 0.30, respectivamente, mientras que en la actualización presentada a consulta pública COVENIN 1756:2018 (FODENORCA, 2019) se ofrecen mapas detallados de isoaceleraciones probables. Adicionalmente se presenta una comparación con dos referentes de amenaza sísmica previos, la Especificación PDVSA JA-221 (PDVSA, 1999) que incluye mapas del país para aplicación a la industria petrolera y el trabajo de Bendito, Rivero y Lobo (2001) para el Occidente del país, añadiendo la referencia de la microzonificación sísmica de Barquisimeto (Schmitz y otros, 2017, 2020).

El nuevo modelo sismogénico se fundamenta en un catálogo sismológico instrumental (Rendón, Alvarado, Vásquez y Romero, 2014), en terremotos históricos ocurridos en el país (Hernández, 2009) y una base de datos de fallas tectónicas (Paolini y Hernández, 2015), véanse detalles en la sección siguiente. Es de destacar que en ellos se recoge pormenorizadamente la variedad de la sismicidad señalada arriba y detalles del tectonismo de la región en la que domina la falla transcurrente de Boconó a todo lo largo, junto con un par de sistemas inversos paralelos más complejos de fallas menores en los estados Lara y Táchira (Paolini, Rodríguez y Olbrich, 2012). Estas características quedan plasmadas en un conjunto de parámetros sismogénicos que describen la sismicidad esperada y derivan en las curvas de isoaceleraciones del nuevo mapa, las cuales expresan la variación del grado de actividad sísmica de norte a sur y la influencia de la cercanía a las fallas.

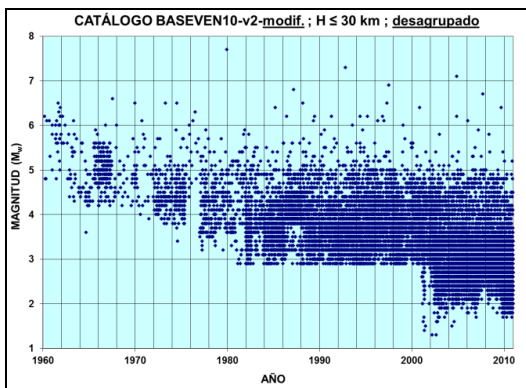
Se presentan los espectros elásticos en roca y los espectros de diseño para una clase de sitio intermedia de un edificio de referencia típico, empleando los factores asociados a los efectos de sitio (Hernández, 2015) de la nueva norma para ilustrar el efecto de la actualización, comparando los valores normativos vigentes ( $A_0$  y  $A_1$  espectral en roca, derivado) con los valores obtenidos para los nuevos mapas, en las capitales de los estados (todas en la zona 5 actual) más en cuatro poblaciones situadas en la zona 4. Estas comparaciones permiten visualizar parte de los cambios que se esperan con la aplicación de la norma COVENIN 1756 actualizada para los estados andinos.

## MODELO SIMOGÉNICO

Para las evaluaciones de amenaza sísmica de la actualización realizada debió disponerse de un modelo sismogénico que caracterizara la sismicidad esperada en las diversas fuentes sismogénicas (Hernández y Schmitz,

2017). Se basó en una labor multidisciplinaria que abarcó información sismológica, geológica y de ingeniería sísmica, ésta en cuanto a evaluaciones macrosísmicas de intensidades. La primera provino del catálogo sismológico instrumental (Rendón y otros, 2014), la segunda de la base de datos de fallas activas (Paolini y otros, 2012) y la tercera de recopilaciones de sismos históricos que estiman la magnitud en función de las intensidades observadas (Hernández, 2009; Alvarado, Rodríguez y Paolini, 2015).

El objetivo del modelo desarrollado fue el de disponer de una lista de fuentes sismogénicas delimitadas en su localización y con actividad sísmica dada por la tasa anual de sismos esperados de magnitud de referencia  $M_w \geq 4.5$ , la pendiente exponencial “b” (según la ley de Gutenberg-Richter) de variación de la tasa de excedencia sísmica según la magnitud, y la tasa de sismos esperados de magnitud superior a una magnitud característica  $M_c$  válida hasta una magnitud máxima probable  $M_u$ . La magnitud característica modela una transición en la tasa de recurrencia sísmica que considera la especial ocurrencia de sismos grandes que no siguen la ley de Gutenberg-Richter (Aki, 1984; Wesnousky, 1994).

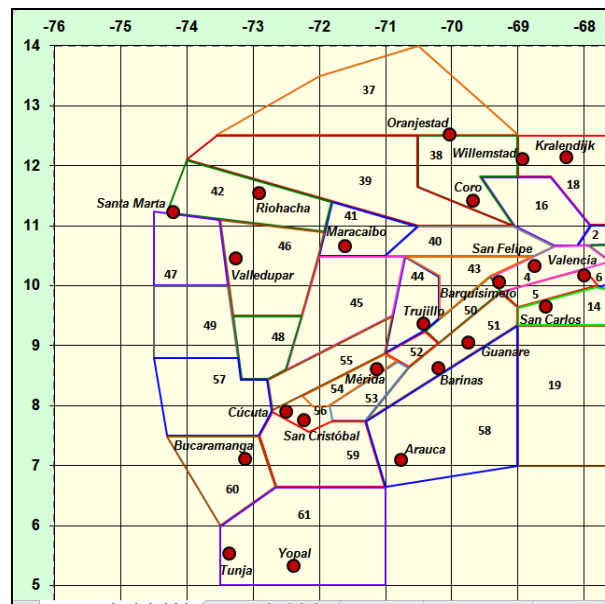


**Figura 1.** Sismos superficiales entre 1960 y 2010, desagrupados para independencia estadística.

El catálogo sismológico cubre los sismos históricos desde 1530 hasta 1900 y los instrumentales posteriores hasta 2010; comprendió 43203 sismos de los cuales 23460 son superficiales con profundidad hipocentral (H) menor de 30 km. A fin de modelar procesos de Poisson se trabajó con los sismos principales que se pueden considerar independientes, tras eliminar réplicas y premonitores (Vásquez y Hernández, 2015) aplicando el método de Uhrhammer (van Stiphout, Zhuang y Marsan, 2012). Esta desagrupación se efectuó en bandas de profundidades: superficial ( $H \leq 30$  km), intermedia ( $30 \text{ km} < H \leq 70$  km), profunda ( $70 \text{ km} < H \leq 120$  km) y muy profunda ( $120 \text{ km} < H$ ). En el caso de los sismos superficiales fueron eliminados 5377 sismos quedando

18083 sismos principales desagrupados; en la figura 1 se visualizan estos sismos entre 1960 y 2010.

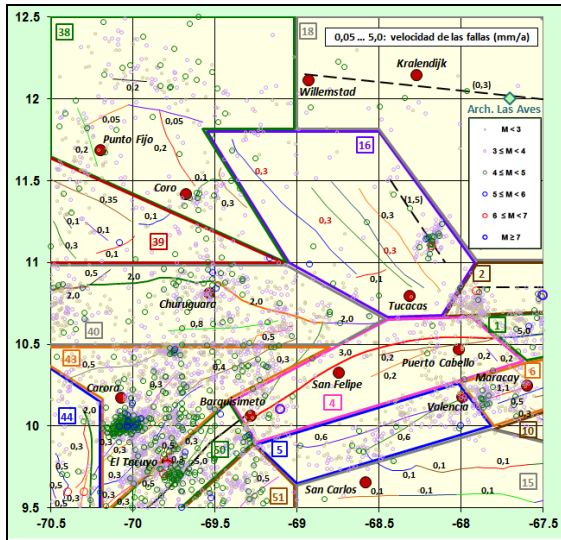
Las fuentes sismogénicas consideradas comprendieron 271 segmentos de fallas ( $0 \leq H \leq 30$  km), y un conjunto de 23 fuentes distribuidas entre someras ( $10 \leq H \leq 15$  km), intermedias ( $30 < H \leq 70$  km), profundas ( $70 < H \leq 120$  km), y muy profundas ( $H > 120$  km). Para este trabajo las trazas de las fallas se digitalizaron (Paolini y Hernández, 2015) para su uso en el programa de cálculo de la amenaza sísmica. Las fallas se dividieron entre transcurrentes, normales e inversas, asignándoles buzamiento. Cada banda de profundidad se dividió en regiones y sectores sismogénicos, a fin de obtener parámetros sísmicos de acuerdo con la relativa actividad y densidad geográfica de las fuentes sismogénicas. Se agruparon en un mismo sector fallas de actividad semejante, para evitar que la preponderancia de una muy activa sesgara la distribución de sismicidad entre ellas, lo cual es un problema de antiguos modelos de distribución.



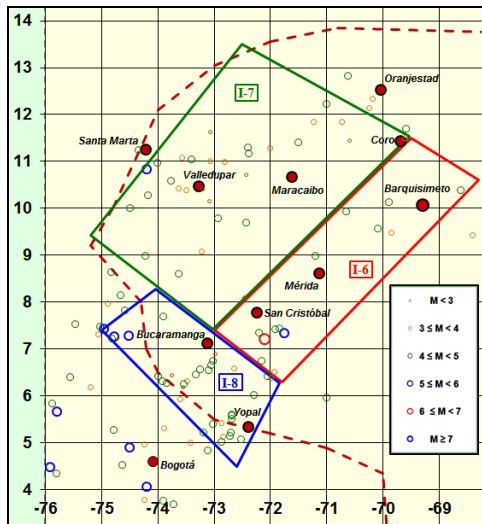
**Figura 2.** Sectores sismogénicos superficiales del modelo en el Occidente del país, numerados. Se indican las capitales internas al modelo de los estados de Venezuela, de los departamentos de Colombia y de las islas de las Antillas Neerlandesas.

En la figura 2 se muestran los sectores sismogénicos superficiales del modelo en el Occidente del país, numerados, los cuales en conjunto producen  $\sim 5.1$  eventos/año de  $M \geq 4.5$ ; en la figura 3 se presentan los sectores sismogénicos superficiales de una parte de Noroccidente (entre meridianos  $-70.5^\circ$  a  $-67.5^\circ$  y paralelos  $9.5^\circ$  a  $12.5^\circ$ ) mostrando las fallas con su velocidad asignada (en mm/a) y los sismos registrados por rangos de magnitud; en las figuras 4,

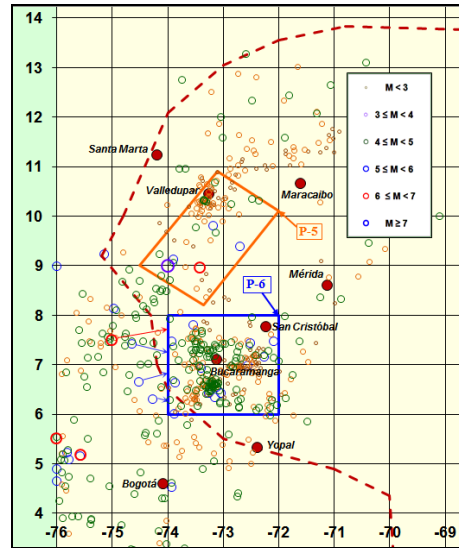
5 y 6 se muestran los sectores sismogénicos de Occidente del país para diferentes rangos de profundidad: intermedia, profunda y muy profunda ; los sectores P-6 y MP-4 cubren el nido de Bucaramanga.



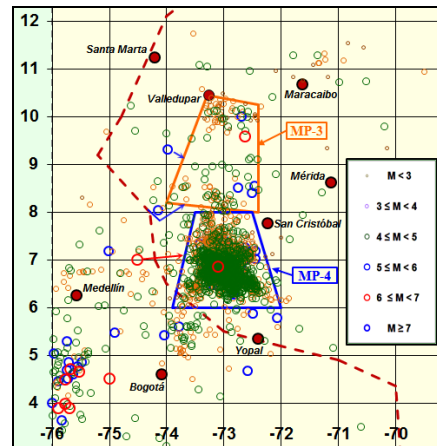
**Figura 3.** Sectores sismogénicos superficiales entre meridianos  $-70.5^{\circ}$  a  $-67.5^{\circ}$  y paralelos  $9.5^{\circ}$  a  $12.5^{\circ}$ , mostrando fallas superficiales (con sus velocidades de desplazamiento) y sismos registrados.



**Figura 4.** Sectores de sismicidad intermedia con sismos entre 30 y 70 km de profundidad, en el Occidente del país. Los sectores I-6, I-7 e I-8 se modelan con  $H = 60$ , 45 y 40 km, respectivamente. Estos sectores producen  $\sim 1.5$ , 1.0 y 1.4 eventos/año de  $M \geq 4.5$ , respectivamente.



**Figura 5.** Sectores de sismicidad profunda con sismos entre 70 y 120 km de profundidad, en el Occidente del país. Los sectores P-5 y P-6 se modelan con  $H = 100$  km. Estos sectores producen  $\sim 0.2$  y 0.9 eventos/año de  $M \geq 4.5$ , respectivamente.



**Figura 6.** Sectores de sismicidad muy profunda con sismos de más de 120 km de profundidad, en el Occidente del país. Los sectores MP-3 y MP-4 se modelan con  $H = 150$  y 170 km, respectivamente. El sector MP-4 (nido de Bucaramanga) produce  $\sim 15$  eventos/año de  $M \geq 4.5$ , mientras que el MP-3 produce sólo  $\sim 0.6$  eventos/año.

Se realizó un análisis de completitud de subcatálogos sismológicos por región y profundidad, mediante el método de Stepp (1972). Se dividieron en rangos de magnitudes ( $\Delta M = 0.5$ ) y se examinaron los lapsos temporales (T) para los cuales las desviaciones estándar casi siguen un proceso de Poisson y la data puede tomarse como completa en ellos. En la figura 7 se muestra el resultado para los sismos superficiales, donde las líneas intermitentes corresponden a las desviaciones de Poisson y las continuas a las del catálogo

sismológico; los intervalos T en que para cierto rango de magnitudes casi coinciden establemente ambas líneas (salvo ausencia de data) indican los lapsos de completitud. Para estos se infirió:  $T \sim 10$  años para  $3 \leq M < 3.5$ ;  $T \sim 30$  años para  $3.5 \leq M < 4$ ;  $T \sim 50$  años para  $4 \leq M < 4.5$ ;  $T \sim 60$  años para  $4.5 \leq M < 5$ ;  $T \sim 70$  años para  $5 \leq M < 5.5$ ;  $T \sim 110$  años para  $5.5 \leq M < 6$ ;  $T \sim 200$  años para  $6 \leq M < 7$ ;  $T \sim 490$  años para  $7 \leq M$ . Por ejemplo, para  $4 \leq M < 4.5$  la data es completa entre 1961 y 2010 ( $T \sim 50$  años).

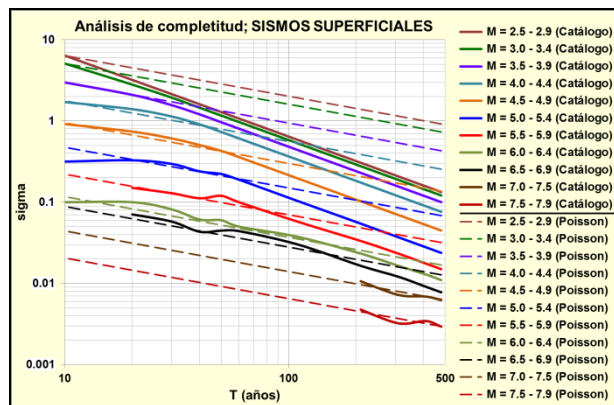


Figura 7. Análisis de completitud para el conjunto de sismos superficiales.

En cada sector sismogénico se estableció una magnitud mínima de completitud ( $M'$ ) para la cual la relación de Gutenberg-Richter puede suponerse válida (Woessner y Wiemer, 2005). Además, se definió una magnitud máxima de completitud ( $M''$ ) con el mismo objeto. Por otro lado, se estima la magnitud máxima probable  $M_u$  que se puede generar. Como valor de  $M_u$  para las fallas se tomó el dado para su área por Wells y Coppersmith (1994) con algunas variaciones; para cada sector  $M_u$  es el máximo entre ellas. Para las áreas distribuidas  $M_u$  se toma con  $\Delta M = 0.5$  sobre el mayor sismo registrado.

La estimación del parámetro “b” de la relación de Gutenberg-Richter es uno de los asuntos más discutidos. Una inferencia precisa, si la data es completa para todas las magnitudes, la representa el criterio de Aki-Utsu (Aki, 1965) basado en el principio de la máxima verosimilitud de los estimadores estadísticos. Pero no puede aplicarse en general porque no se dispone de un catálogo completo. Tras diversas pruebas se eligió el método de mínimos cuadrados, considerando que es algo conservador y sus errores son pequeños (Sandri y Marzocchi, 2007).

El procedimiento típico de ajuste de la sismicidad observada (Reiter, 1990) consiste en trincar la relación de Gutenberg-Richter (G-R) de modo de omitir las ocurrencias sísmicas para  $M > M_u$ , manteniendo la tasa de excedencia  $\lambda'$  para la magnitud de referencia  $M'$  y

normalizando la distribución acumulada de probabilidad (Cornell y Vanmarcke, 1969).

A partir de la data sísmica en cada sector se eligió la magnitud característica  $M_c$  para la que cambia la densidad de ocurrencias; en caso de no haber ocurrido sismos grandes, se mantiene la truncación normal. Se empleó una variante del modelo típico, consistente en que para  $M_c \leq M \leq M_u$  la densidad siga la misma pendiente exponencial “b”.

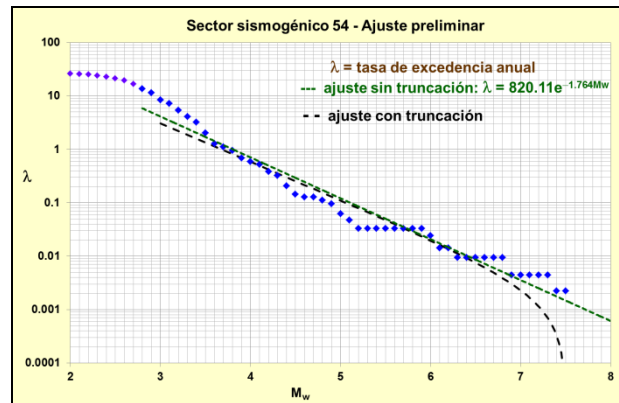


Figura 8. Ajuste del sector sismogénico 54 con truncación usual (línea negra), comparado con caso sin truncación (línea verde).

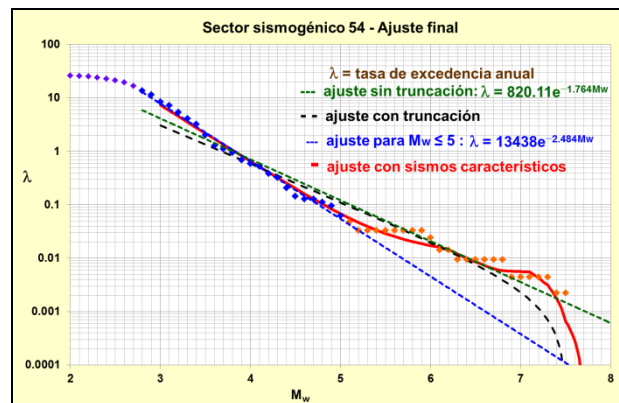


Figura 9. Ajuste del sector sismogénico 54 con sismos característicos (línea roja) y ajuste excluyente de sismos de  $M_w > 5$  (línea azul prolongada), comparado con ajustes sin trincar y truncado (líneas verde y negra).

A título de ejemplo en las figuras 8 y 9 se presentan ajustes para el sector sismogénico 54 (véase su ubicación geográfica en la figura 2). Se trata del sector que contiene los segmentos Santa Cruz de Mora-Los Frailes y Lagunillas-Los Mirtos de la falla de Boconó, de altas velocidades de desplazamiento, estimadas en 7.5 y 5.2 mm/año, respectivamente, y dentro del cual se sitúa la ciudad de Mérida. En la figura 8 se muestra un ajuste preliminar efectuado con la truncación usual sin sismos característicos, mientras que estos se modelan en

la figura 9 como ajuste final. Al emplear sismos característicos, además se emplea la tasa de excedencia anual ( $\lambda$ ) de los sismos menores ( $M_w \leq 5$  en este caso). Se observa que el ajuste final respecto al preliminar ofrece mayor cercanía entre los valores modelados y los observados, particularmente para  $M_w \leq 3.5$ ,  $4.5 \leq M_w \leq 5.5$  y  $M_w \geq 6.7$ . En el primer caso los tres mayores terremotos ocurridos dentro del sector, a saber el M7.5 en 1610, el M7.3 en 1894 (gran terremoto de Los Andes) y el M6.8 en 1932, quedan fuera del modelado; mientras que al usar sismicidad característica quedan descritos por él (puntos anaranjados de  $M \geq 6.8$  y curva adjunta).

Finalmente, se distribuyó la totalidad de la actividad sísmica observada en cada sector sismogénico superficial para  $M \geq 4.5$ , entre el conjunto de sus fallas, manteniendo el valor “b”. A tal fin se empleó el método de Anderson y Luco (1983), el cual deriva la proporción de sismicidad de cada falla de acuerdo con la tasa de momento sísmico que libera en función de su velocidad sismogénica, su área y su magnitud  $M_0$ . Es de resaltar que la velocidad sismogénica no es exactamente la velocidad asignada en la base de datos de fallas, la cual debe modificarse para modelar la sismicidad observada; se entiende que el motivo es que aquella incluye una fracción de repteo (‘creep’). Por ejemplo, en el sector sismogénico 54, la velocidad sismogénica del segmento Santa Cruz de Mora-Los Frailes se encuentra como 5.6 mm/a (vs. 7.5 mm/a) y la del segmento Lagunillas-Los Mirtos como 3.9 mm/a (vs. 5.2 mm/a).

## EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

La evaluación de amenaza sísmica realizada atendió a obtener estimados del valor de parámetros de referencia (aceleración pico y otros), para una probabilidad de excedencia o periodo medio de retorno fijado, en lugares geográficos determinados, con la condición de sitio de roca media ( $V_s30 \sim 760$  m/s). Los insumos esenciales para la evaluación fueron el modelo sismogénico desarrollado y relaciones de atenuación que estiman la intensidad que produce la actividad sísmica a diversas distancias de las fuentes. Se aplica aquí la metodología de Cornell (1968), la cual se continúa aceptando como adecuada (Reiter, 1990; Idriss y Archuleta, 2005).

Las variabilidades consideradas, que condicionan las probabilidades, son las ocurrencias de magnitudes en cada fuente sismogénica integradas con las incertidumbres de las intensidades que se producen a cada distancia para cierta ocurrencia sísmica. Es esencial en el carácter no determinístico de la evaluación el hecho de que se asume incertidumbre de las intensidades en un lugar, aun suponiendo que la magnitud en la fuente se conozca, lo que viene dado por desviaciones

de la intensidad media dada por cada relación de atenuación.

No es conveniente adoptar una única relación de atenuación pues su desarrollo proviene de algunas hipótesis particulares y de bases de datos algo limitadas. Es lo que se conoce como incertidumbre epistémica del modelo de atenuación. Para reducirla se suele apelar a un árbol de relaciones de atenuación cuyos resultados se ponderan; en tal sentido, se emplearon tres relaciones para cada tipo de fuente sismogénica.

Las relaciones de atenuación se escogieron siguiendo las recomendaciones mundiales del “Global Earthquake Model” (GEM) (Stewart y otros, 2013). Se eligieron: a) para las zonas corticales activas, las de Chiou y Youngs, 2008, Akkar y Bommer, 2010 y Zhao y otros, 2006 (una de EEUU, una europea y otra japonesa para diversidad epistémica; estas relaciones distinguen entre fallas transcurrentes, normales e inversas); b) para las zonas de subducción (modeladas como áreas distribuidas) las de Gregor, Addo, Abrahamson y Youngs, 2012, Atkinson y Boore, 2003 y Zhao y otros, 2006, diferenciando entre los casos interfaz e intraplaca; c) para las zonas continentales estables, las de Pezeshk, Zandieh y Tavakoli, 2011, Atkinson y Boore, 2006 y Zhao y otros, 2006.

Los parámetros estudiados en la evaluación para periodo medio de retorno (PMR) de 475 años (10% de excedencia en 50 años), fueron: a) la aceleración pico,  $A_0$ ; b) la respuesta estructural  $A_{0.2}$  a  $T = 0.2$  s; c) la respuesta estructural  $A_1$  a  $T = 1$  s; d) la respuesta estructural  $A_5$  a  $T = 5$  s. Se asignó el valor de  $A_0$  a partir de  $A_{0.2}$ , tomando en cuenta el valor promedio de la amplificación  $\beta$  entre ellos que es cuasi-constante, para mayor precisión de diseño en la meseta del espectro donde son más abundantes las estructuras que para valores de  $T$  muy pequeños; los resultados son equivalentes mediante una formalidad que facilita la comparación con el  $A_0$  usual. Así, el  $A_0$  equivalente representa la respuesta esperada para los periodos cortos, mientras que  $A_1$  representa la de los periodos intermedios. Y a partir de la relación entre  $A_5$  y  $A_1$  se determina el periodo de transición  $T_L$  al rango de periodos muy largos.

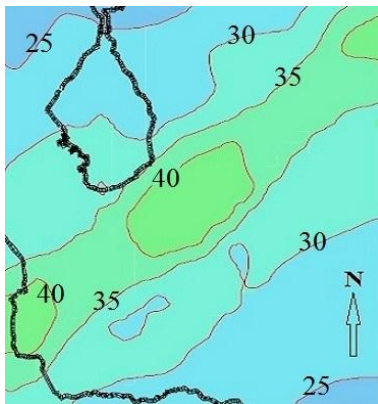
Para el cálculo probabilístico se eligió el programa CRISIS 2015 (Ordaz y otros, 2015) el cual goza de un reconocimiento aceptable y tiene preinstaladas las relaciones de atenuación indicadas. Particularmente, en la región de Los Andes venezolanos se evaluaron lugares en una malla de  $0.1^\circ$  geográficos. Como resultado principal se derivan los mapas mostrados en la siguiente sección.

## MAPAS DE AMENAZA SÍSMICA

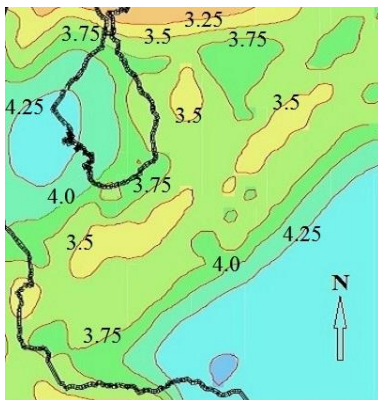
Se exponen cuatro casos de evaluaciones de amenaza sísmica para PMR de 475 años: a) la establecida para la industria petrolera (luego para la industria en general) en la Especificación PDVSA JA-221 (PDVSA, 1999); b) la generada para Occidente desde la ULA (Bendito y otros, 2001); c) la normativa vigente (COVENIN, 2001) dada en zonas amplias; d) la actualización que se presenta en este trabajo, la cual se puede comparar con los casos anteriores.

En la Especificación PDVSA JA-221 se calcula la aceleración pico probable mediante dos parámetros,  $a^*$  y  $\gamma$ , dados en un par de mapas. En el caso de PMR = 475 años, siendo  $1/475 \sim 0.0021$ , para obtener  $a$  en  $\text{cm/s}^2$  se aplica la fórmula (1):

$$a = a^*[-\ln(1 - 0.0021)]^{-1/\gamma} \quad (1)$$



**Figura 10.** Parámetro  $a^*$  de amenaza sísmica de la Especificación PDVSA JA-221 en Occidente de Venezuela (PDVSA, 1999).

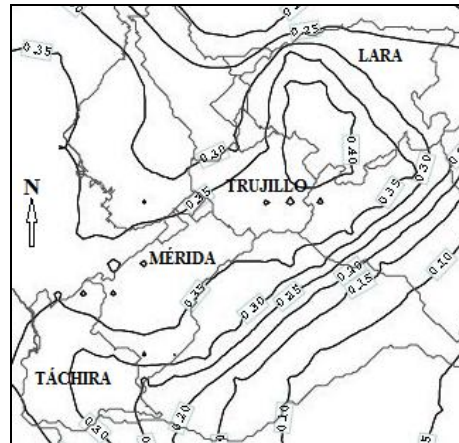


**Figura 11.** Parámetro  $\gamma$  de amenaza sísmica de la Especificación PDVSA JA-221 en Occidente de Venezuela (PDVSA, 1999).

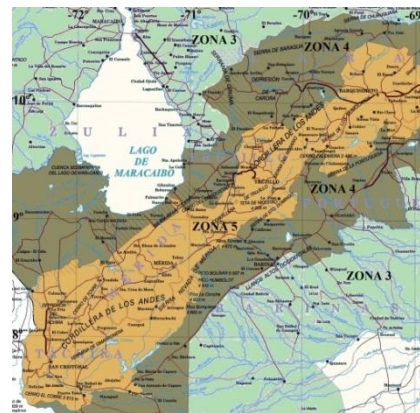
En las figuras 10 y 11 se muestran fracciones de los mapas de ambos parámetros para la región de los

estados comprendidos en Los Andes (Táchira, Mérida, Trujillo y Lara).

En la figura 12 se exponen las curvas de isoaceleración (pico) para PMR = 475 años, dadas en Bendito y otros (2001), que abarcan los estados del país referidos. En la figura 13 se presenta la fracción correspondiente del mapa de zonificación de la norma COVENIN 1756:2001, en la cual se observan las zonas sísmicas 4 y 5, la primera con  $A_0 = 0.25$  y la segunda con  $A_0 = 0.30$ .

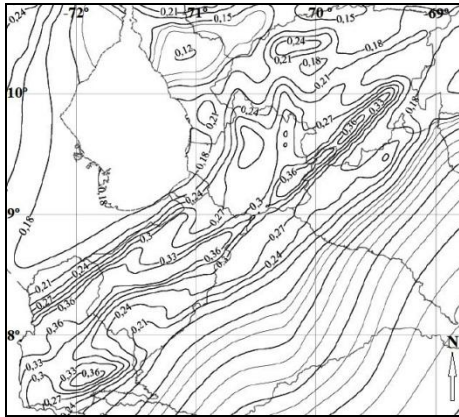


**Figura 12.** Curvas de isoaceleración para PMR = 475 años en Occidente de Venezuela (Bendito y otros, 2001).

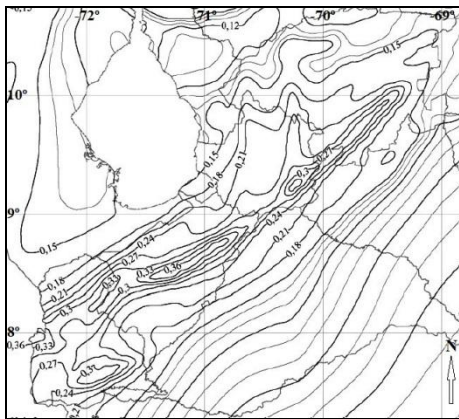


**Figura 13.** Fracción del mapa de zonificación de la norma COVENIN 1756:2001 en Occidente de Venezuela (COVENIN, 2001).

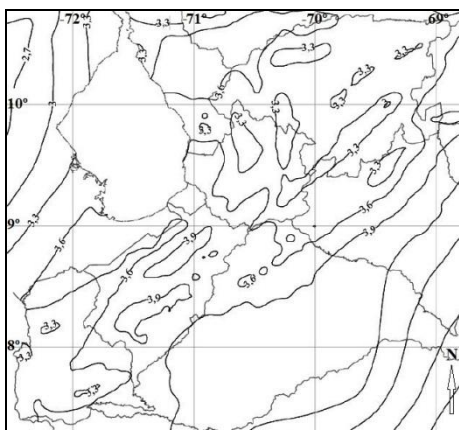
En las figuras 14, 15 y 16, correspondientes a la actualización presentada en este trabajo (Hernández y otros, 2017; FODENORCA, 2019), se exponen fracciones de los mapas de los parámetros  $A_0$ ,  $A_1$  y  $T_L$  en la región que abarca los estados Táchira, Mérida, Trujillo y Lara. Se sigue la estrategia de la norma norteamericana (ASCE, 2016) consistente en diferenciar las respuestas a periodos cortos (referidas a  $T = 0.2$  s) de aquellas a periodos largos (referidas a  $T = 1$  s), más la asignación de un periodo de transición espectral a periodos muy largos.



**Figura 14.** Curvas del parámetro  $A_0$  en mapa de amenaza sísmica (Hernández y otros, 2017; NVC 1756:2018).



**Figura 15.** Curvas del parámetro  $A_1$  en mapa de amenaza sísmica (Hernández y otros, 2017; NVC 1756:2018).



**Figura 16.** Curvas del parámetro  $T_L$  en mapa de amenaza sísmica (Hernández y otros, 2017; NVC 1756:2018).

Con esto se logra un estimado de la forma del espectro de amenaza uniforme, el cual depende del lugar

geográfico, en lugar de la tradicional asignación de un único parámetro (aceleración pico del terreno) que supone una forma única de dicho espectro. Ahora se ofrecen variaciones realistas de las respuestas a periodos largos a igualdad de aquellas a periodos cortos. En la citada norma extranjera se disponen respuestas para  $PMR = 2475$  años tomadas de la reciente actualización de sus mapas de amenaza sísmica (Petersen y otros, 2014). Para la norma venezolana, manteniendo la diferenciación de parámetros, se efectúan dos cambios: a) las respuestas en roca se establecen para  $PMR = 475$  años; b) la respuesta a periodos cortos se expone como aceleración pico  $A_0$ , la cual se relaciona con la respuesta a  $T = 0.2$  s mediante la amplificación cuasi-constante  $\beta$ . Se añaden la respuesta espectral elástica  $A_1$  para  $T = 1$  s y el periodo  $T_L$  de transición para periodos muy largos.

### VALORES PARAMÉTRICOS EN POBLACIONES

**Tabla 1.** Valores de la aceleración pico en roca ( $A_0$ ) (g) para  $PMR = 475$  años, en ocho poblaciones del Occidente de Venezuela.

Población	PDVSA JA-221	Bendito y otros (2001)	COV. 1756: 2001	NVC 1756: 2018
Barquisimeto	0.22	0.28	0.30	0.25
Carora	0.17	0.40	0.25	0.18
Trujillo	0.22	0.43	0.30	0.28
Escuque	0.23	0.37	0.25	0.28
Mérida	0.26	0.37	0.30	0.36
El Vigía	0.21	0.37	0.25	0.33
San Cristóbal	0.24	0.30	0.30	0.32
La Fría	0.20	0.33	0.25	0.30

**Tabla 2.** Valores de los parámetros  $A_0$ ,  $A_1$  y  $T_L$ , comparando los normativos vigentes (vig.: norma actual o microz. sísmica) con los nuevos (nvo.).

Población	$A_0$ (g)		$A_1$ (g)		$T_L$ (s)
	vig.	nvo.	vig.	nvo.	nvo.
Barquisimeto (normas)	0.30	0.25	0.29	0.19	3.3
Barquisimeto (microz. sísm. y nva. norma)	0.28	0.25	0.25	0.19	3.3
Carora	0.25	0.18	0.20	0.14	3.3
Trujillo	0.30	0.28	0.29	0.23	3.5
Escuque	0.25	0.28	0.20	0.22	3.4
Mérida	0.30	0.36	0.29	0.36	3.8
El Vigía	0.25	0.33	0.20	0.27	3.6
San Cristóbal	0.30	0.32	0.29	0.27	3.5
La Fría	0.25	0.30	0.20	0.24	3.6

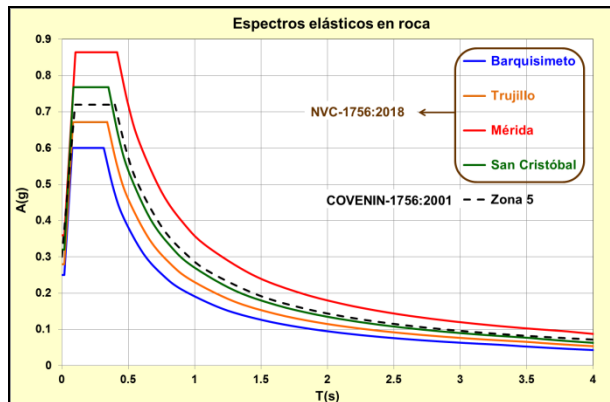


En la tabla 1 se presentan valores de la aceleración pico en roca ( $A_0$ ) correspondientes al empleo de la Especificación PDVSA JA-221 y de la norma COVENIN 1756:2001, más los resultados del trabajo de Bedito y otros (2001) para el caso que recomiendan, junto con los nuevos valores expuestos en este trabajo (Hernández y otros, 2017; NVC 1756:2018) para ocho poblaciones de los cuatro estados occidentales referidos, las cuatro capitales (situadas en la zona sísmica 5 actual) y cuatro poblaciones adicionales (situadas en la zona sísmica 4 actual).

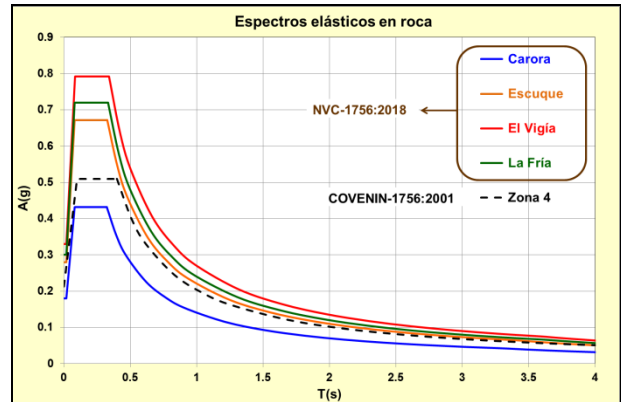
En la tabla 2 se exponen valores de los parámetros  $A_0$ ,  $A_1$  y  $T_L$  obtenidos para los nuevos mapas, comparados con los respectivos valores de la norma vigente COVENIN 1756:2001, ( $A_0$  del mapa;  $A_1$  derivado) en las mismas poblaciones referidas en la tabla 1. Para Barquisimeto se añade el empleo de la reciente microzonificación sísmica (Schmitz y otros, 2017; 2020). En la discusión posterior de este documento se comentan ampliamente los valores de las tablas 1 y 2.

### ESPECTROS DE RESPUESTA

Como ilustración de los cambios que produce la nueva norma sísmica se presentan dos casos de espectros de respuesta para las ocho poblaciones indicadas, comparados con los correspondientes espectros de la norma actual.



**Figura 17.** Espectros elásticos en roca en las capitales de los estados según la norma nueva y la norma actual (en zona 5 para ésta).

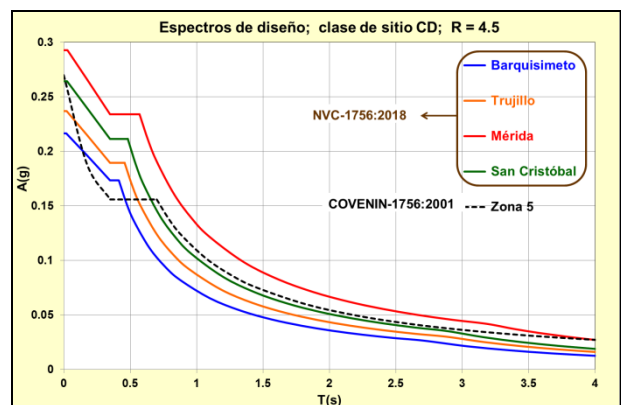


**Figura 18.** Espectros elásticos en roca en varias poblaciones según la norma nueva y la norma actual (en zona 4 para ésta).

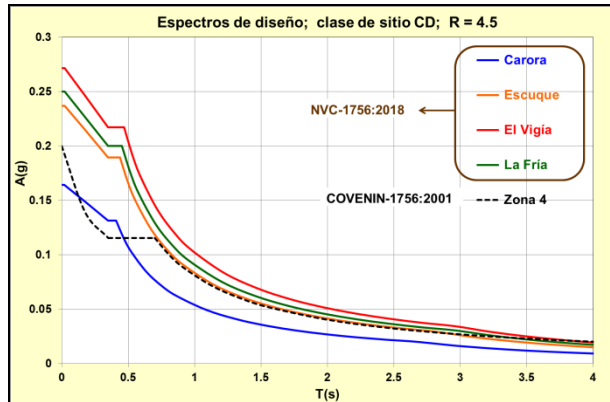
En la figura 17 se observan los espectros de respuesta elástica ( $R = 1$ ) en roca (clase de sitio BC) en las capitales de los estados, en comparación con el espectro de la norma actual en roca (forma espectral S1) para la zona sísmica 5. En la figura 18 se muestran los mismos tipos de espectros para las cuatro poblaciones referidas arriba que quedan en la zona sísmica 4 actual.

En la figura 19 se observan los espectros de diseño en la clase de sitio CD ( $300 \leq V_{s30} \leq 400$  m/s), para una estructura de referencia (redundante y regular) con factor de reducción  $R = 4.5$  (por ejemplo, un edificio de muros de concreto armado con nivel de diseño ND3), en las capitales de los estados, en comparación con el espectro de diseño de la norma actual para la zona sísmica 5 en el mismo terreno (forma espectral S2) y para el mismo tipo de edificación.

En la figura 20 se muestran los mismos tipos de espectros para las cuatro poblaciones referidas arriba que quedan en la zona sísmica 4 actual, para los mismos tipos de terreno y estructura que la figura anterior.



**Figura 19.** Espectros de diseño en las capitales de los estados según la norma nueva y la norma actual (en zona 5 para ésta); clase de sitio CD;  $R = 4.5$ .



**Figura 20.** Espectros de diseño en varias poblaciones según la norma nueva y la norma actual (en zona 4 para ésta); clase de sitio CD;  $R = 4.5$ .

En el Apéndice se expone la formulación de los espectros de respuesta (elásticos e inelásticos) de la norma sísmica actual y los de la nueva versión de dicha norma.

## DISCUSIÓN

Para las poblaciones referidas puede efectuarse una comparación cualitativa de los valores de aceleración pico para  $PMR = 475$  años, derivados de los mapas de amenaza sísmica presentados y que se exponen en la tabla 1.

En Barquisimeto los valores para los 4 mapas comparados, (JA-221 de PDVSA (1999), Bendito y otros (2001), la norma actual COVENIN 1756 (2001) y NVC 1756-2018 (FODENORCA, 2019)) son de un orden semejante, aunque algo a la baja (0.22 g) en la JA-221, con máximo el de la norma actual (0.30 g), cercano éste al de Bendito y otros (2001) (0.28 g), y un valor intermedio (0.25 g) en la nueva norma. En la microzonificación sísmica del municipio (Schmitz et al, 2017, 2020) se adoptó el valor, algo mayor a éste, de 0.28 g., pendiente de un estudio específico de amenaza sísmica.

En Carora, perteneciendo a la zona sísmica 4 actual (para 0.25 g), se presenta la mayor discrepancia con un valor muy elevado (0.40 g) según Bendito y otros (2001), mientras que para la JA-221 y la nueva norma se tienen los menores valores entre las ocho poblaciones (0.17 y 0.18 g). Nótese, además, que 0.40 g es el segundo mayor valor (Tabla 1) y superior al de Mérida, por ejemplo. Este sesgo puede considerarse poco sustentado en la historia sísmica, ya que en Carora no se han registrado daños graves semejantes a los de otras poblaciones.

En Trujillo según Bendito y otros (2001) se presenta el máximo valor de la región (0.43 g), mientras que en las

normas actual y nueva los valores son similares (0.30 y 0.28 g) y la JA-221 ofrece un valor mucho menor (0.22 g).

En Esuque, población algo cercana a Valera, pero situada en la zona sísmica 4 de la norma actual con 0.25 g, el nuevo mapa expone el mismo valor (0.28 g) que en Trujillo, algo superior al de esta ciudad en la JA-221 (0.23 g), mientras que según Bendito y otros (2001) alcanzaría 0.37 g.

En Mérida se observa el mayor valor (0.36 g) de la región en el nuevo mapa, casi igual al de Bendito y otros (2001) (0.37 g); ahí ocurre el mayor de la JA-221 (0.26 g) aunque menor al de la norma actual (0.30 g).

En El Vigía en el nuevo mapa se observa un valor (0.33 g) cercano al de Mérida, e igual al de esta ciudad según Bendito y otros (2001) (0.37 g), pese a estar en la zona sísmica 4 de la norma actual para la cual se tiene 0.25 g, y aún menos (0.21 g) en la JA-221.

En San Cristóbal se obtuvieron valores casi iguales entre la norma actual, el nuevo mapa y Bendito y otros (2001) (0.30, 0.32 y 0.30 g, respectivamente), pero menor (0.24 g) en la JA-221.

En La Fría se tienen valores algo elevados en Bendito y otros (2001) y el nuevo mapa (0.33 y 0.30 g, respectivamente), aunque pertenece a la zona sísmica 4 (con 0.25 g) y ofrece un valor aún menor (0.20 g) en la JA-221.

La comparación de los espectros de respuesta expuesta en las figuras 17 a 20 entre las normas toma en cuenta la influencia de  $A_1$ , además de la aceleración pico  $A_0$ :

a) En las cuatro capitales de los estados, los espectros de respuesta elástica en roca de la nueva norma muestran para periodos cortos (hasta la meseta espectral) una variación desde 20% (en Mérida) a -17% (en Barquisimeto) con respecto a los de la norma actual (Figura 18), con variación promedio casi nula.

b) Mientras que para periodos intermedios y largos estos espectros son inferiores en tres capitales, variando -6%, -20% y -34% en San Cristóbal, Trujillo y Barquisimeto, respectivamente. Sólo en Mérida son superiores en 25%. El promedio global arroja una diferencia de -9%.

c) Para el ejemplo expuesto (clase de sitio CD con forma espectral  $S_2$  en la norma actual;  $R = 4.5$ ) los espectros de diseño (inelásticos) de la nueva norma en las capitales muestran un notable incremento para periodos cortos (figura 20), producto de los factores de sitio de la nueva norma. Los aumentos en la meseta oscilan desde 11% (en Barquisimeto) a 50% (en Mérida).

d) Pero para periodos intermedios y largos las diferencias entre los espectros de diseño (inelásticos) se asemejan a los de los espectros en roca debido a que la meseta espectral termina antes en la nueva norma: 0.42 a 0.57 s (según el lugar) contra 0.70 s en la norma actual.

Así, para dichos periodos los espectros son inferiores en San Cristóbal, Trujillo y Barquisimeto, variando -7%, -20% y -34% respectivamente. Mientras que en Mérida son superiores en 22%. El promedio global arroja una diferencia de -10%.

e) Es notorio que tanto en los espectros en roca como en los de sitios mostrados, para periodos intermedios y largos en la nueva norma: en San Cristóbal son cercanos a los de la norma actual; en Mérida son mayores; en Trujillo son algo inferiores y en Barquisimeto bastante menores.

f) En tres de las poblaciones situadas en la zona sísmica 4, Escuque, El Vigía y La Fría, los espectros de respuesta elástica en roca de la nueva norma, con respecto a los de la norma actual muestran un aumento para periodos cortos (hasta la meseta espectral) de entre 32% y 55% (Figura 18). Mientras que para Carora el espectro en esa zona espectral se reduce en -15%.

g) Para periodos intermedios y largos se mantiene el tipo de diferencia indicada. Los espectros son superiores en Escuque, El Vigía y La Fría, variando 8%, 32% y 18%, respectivamente. Pero en Carora son inferiores en -31%.

h) Para el ejemplo expuesto (de sitio y estructura) los espectros de diseño de la nueva norma muestran un notable incremento para periodos cortos (figura 20). Los aumentos en la meseta oscilan entre 14% (en Carora) y 88% (en El Vigía).

i) Para periodos intermedios y largos las diferencias entre los espectros inelásticos se asemejan a los de los espectros en roca debido a que la meseta espectral termina antes en la nueva norma: 0.41 a 0.47 s (según el lugar) contra 0.70 s en la norma actual. En Escuque, El Vigía y La Fría, en ese rango de periodos los espectros aumentan 3%, 26% y 12%, respectivamente. Mientras que en Carora son inferiores en -33%.

Es de destacar que la nueva norma en comparación con la actual ofrece espectros de respuesta diferenciados según el lugar geográfico en dependencia de la cercanía a las fallas y su actividad sísmica. Además, incorpora factores de sitio (Hernández, 2015) actualizados que conducen, en general, a una mayor diferencia con la norma actual en el rango de periodos cortos en comparación con el de intermedios y largos. Estos factores de sitio son una aproximación práctica a partir de estadísticas ad-hoc (Hernández, 2015); pueden sustituirse por estudios de sitio detallados, cuyos lineamientos se dan también en la nueva versión normativa, que consideren las propiedades de las capas del subsuelo y la profundidad del basamento.

En resumen, al comparar los espectros elásticos resultantes se puede notar un aumento generalizado para periodos cortos en la nueva norma (con la excepción de Barquisimeto, Carora y Trujillo), En los espectros de diseño (inelásticos) para el caso particular de clase de

sitio CD y una estructura regular de referencia se observa un aumento considerable para periodos cortos. Mientras que ambas diferencias disminuyen para periodos intermedios y largos.

## CONCLUSIONES

Con base en un modelo sismogénico actualizado se ha desarrollado para la actualización de la Norma Venezolana para Construcciones Sismorresistentes (NVC) 1756-2018 (FODENORCA, 2019) una evaluación de la amenaza sísmica, la cual se compara en la región de Los Andes para 8 poblaciones con los valores de normas y trabajos previos.

En forma global se observa:

a) La JA-221 (Figuras 10 y 11) ofrece los menores valores de todos los mapas expuestos, entre 0.17 y 0.26 g con máximo en Mérida, siendo inferiores en todos los lugares a los de la norma actual, el nuevo mapa y el de Bendito y otros (2001). Entre las ocho poblaciones revisadas el promedio de las aceleraciones pico es sólo 76% del promedio de los nuevos mapas. Una explicación plausible de los bajos valores es que el mapa de la JA-221 fue elaborado mediante un modelo sismogénico incluyente sólo de la sismicidad instrumental del siglo XX (Quijada, Gajardo, Franke, Kozuch y Grases, 1993) sin añadir la información macrosísmica de los siglos anteriores en que se sintieron grandes sismos en la región.

b) Como caso particular, entre la JA-221 y el nuevo mapa se observa la coincidencia de que la mayor amenaza sísmica ocurre hacia la ciudad de Mérida.

c) En el mapa de Bendito y otros (2001) se encuentran en la mayor parte (7 poblaciones de 8) valores superiores a los del nuevo mapa (Figuras 12 y 14). Entre las ocho poblaciones revisadas el promedio de las aceleraciones pico es 24% mayor que el promedio de los nuevos mapas. Ahora bien, esto ocurre con un fuerte sesgo hacia el norte; en las cuatro poblaciones situadas más al norte el promedio es 55 % mayor, incluyendo el muy discutible caso de Carora en que es más que el doble; mientras que en las cuatro poblaciones situadas más al sur la diferencia promedio es de sólo 5%. Nótese, además, que en Carora se indica el segundo mayor valor (0.40 g) de la tabla y superior al de Mérida, por ejemplo. Este sesgo puede considerarse poco sustentado en la historia sísmica, ya que ahí no se han registrado daños graves semejantes a los de otras poblaciones.

d) Entre la norma actual y la nueva (Figuras 13 y 14) la diferencia promedio de valores es de 5%, con aumento sesgado hacia el sur. En las cuatro poblaciones situadas más al norte el nuevo promedio es un 10% menor al de la norma actual, mientras que en las cuatro poblaciones situadas más al sur el nuevo promedio es 20% superior. Particularmente, en estas todas los valores quedan en el rango de la zona sísmica 5 actual.

e) El nuevo mapa presentado (Figura 14) ofrece un grado de detalle superior al de los mapas anteriores. Especialmente, se observa la concentración de amenaza sísmica en torno a las fallas reconocidas, destacando hacia la falla de Boconó.

En comparación general, como consecuencia del empleo de la nueva norma con respecto a la actual, en la región de Los Andes venezolanos se encuentra una disminución de la amenaza sísmica (plasmada en los espectros de respuesta) en la zona más al norte (Carora y Barquisimeto), una situación de menor variación hacia el centro-norte (Trujillo, Valera y Escuque), un incremento en el estado Mérida (incluyendo el flanco hacia El Vigía) y una variación relativamente pequeña en el estado Táchira, exceptuando el flanco hacia La Fría con algún aumento.

Como una corroboración de la adecuación del estimado de la amenaza sísmica en la región plasmado en el nuevo mapa, puede observarse que el estado Mérida (mostrando la mayor amenaza) ha sido el que más ha sufrido durante su historia, con más ocasiones de sismos severos a muy destructivos ( $I_{EMS} \sim VIII$  a  $X$ ) seguido por el estado Táchira en ese aspecto. Una discrepancia existe entre los estados Trujillo y Lara pues en Barquisimeto han ocurrido más casos destructivos, aunque las asignaciones no difieren demasiado. Por último, la baja amenaza hacia Carora coincide con el hecho de que en esta población (habiendo sido fundada en 1569) nunca se han reportado daños severos.

Este trabajo representa un avance en las evaluaciones de amenaza sísmica respecto a las versiones anteriores disponibles. Esto es fruto de la actualización del modelo sismogénico, del empleo de modernas relaciones de atenuación sísmica y de una nueva estrategia en el país de diferenciación de parámetros sísmicos en lugar de la aislada aceleración pico anterior.

## RECONOCIMIENTOS

FUNVISIS financió parcialmente el desarrollo del modelo sismogénico mediante el contrato SP-002/2015 y la elaboración del nuevo mapa de amenaza sísmica mediante el contrato SP-011/2016, ambos al primer autor.

## APÉNDICE

En la norma sísmica actual (COVENIN, 2001) los espectros elásticos y los inelásticos se especifican con una única formulación, dependiente del factor de reducción  $R$ , siendo  $R = 1$  para los espectros elásticos. En la figura A1 se observa la formulación de esa norma.

## 7.2 ESPECTROS DE DISEÑO

Las ordenadas  $A_d$  de los espectros de diseño, quedan definidas en función de su período  $T$  tal como se indica en la Figura 7.1, en la forma siguiente:

$$T < T^+ \quad A_d = \frac{\alpha \varphi A_0 \left[ 1 + \frac{T}{T^+} (\beta - 1) \right]}{1 + \left( \frac{T}{T^+} \right)^c (R - 1)} \quad (7.1)$$

$$T^+ \leq T \leq T^* \quad A_d = \frac{\alpha \varphi \beta A_0}{R} \quad (7.2)$$

$$T > T^* \quad A_d = \frac{\alpha \varphi \beta A_0}{R} \left( \frac{T}{T^*} \right)^p \quad (7.3)$$

donde:

$A_d$  = Ordenada del espectro de diseño, expresada como una fracción de la aceleración de gravedad.

$\alpha$  = Factor de importancia (Tabla 6.1).

$A_0$  = Coeficiente de aceleración horizontal (Tabla 4.1).

$\varphi$  = Factor de corrección del coeficiente de aceleración horizontal (Tabla 5.1).

$\beta$  = Factor de magnificación promedio (Tabla 7.1).

$T_0 = 0.25T^*$  Período a partir del cual los espectros normalizados tienen un valor constante (seg).

$T^*$  = Máximo período en el intervalo donde los espectros normalizados tienen un valor constante (Tabla 7.1).

$T^+ \geq T_0$  Período característico de variación de respuesta dúctil (seg) (Tabla 7.2).

$c = \sqrt[3]{R/\beta}$

$R$  = Factor de reducción de respuesta (Artículo 6.4).

$p$  = Exponente que define la rama descendente del espectro.

TABLA 7.1

VALORES DE  $T^+$ ,  $\beta$  y  $p$

FORMA ESPECTRAL	$T^+$ (seg)	$\beta$	$p$
S1	0.4	2.4	1.0
S2	0.7	2.6	1.0
S3	1.0	2.8	1.0
S4	1.3	3.0	0.8

TABLA 7.2  
VALORES DE  $T^+$ <sup>(1)</sup>

CASO	$T^+$ (seg)
$R < 5$	$0.1(R-1)$
$R \geq 5$	0.4

<sup>(1)</sup>  $T_0 \leq T^+$

**Figura 21.** Formulación de los espectros de diseño de la norma COVENIN 1756:2001.

En la nueva versión de la norma sísmica venezolana COVENIN 1756:2018 (Fodenorca, 2019), los espectros elásticos se definen separadamente de los inelásticos. En la figura A2 se observa la formulación de los espectros elásticos de esta norma y en la figura A3 la de los inelásticos.

## 7.2 Espectro de Respuesta Elástica

c) El espectro de respuesta elástica para cualquier coeficiente de amortiguamiento asociado a una componente horizontal del movimiento sísmico se define por:

$$A(T) = A_A \quad T \leq T_A \quad (7.1)$$

$$A(T) = A_A \left[ 1 + \left( \frac{T - T_A}{T_B - T_A} \right) (\beta^* - 1) \right] \quad T_A \leq T \leq T_B \quad (7.2)$$

$$A(T) = \beta^* A_A \quad T_B \leq T \leq T_C \quad (7.3)$$

$$A(T) = \beta^* A_A \left( \frac{T_C}{T} \right) \quad T_C \leq T \leq T_D \quad (7.4)$$

$$A(T) = \beta^* A_A \left( \frac{T_C}{T_D} \right) \left( \frac{T_D}{T} \right)^q \quad T_D \leq T \quad (7.5)$$

Donde:

$A(T)$ : Es la ordenada adimensional del espectro de respuesta elástica de la componente horizontal del sismo para el periodo de vibración  $T$  (segundos).  $A(T)$  es igual a la pseudo-aceleración espectral dividida entre la aceleración de gravedad ( $g$ ).

$T$ : Es el periodo de vibración.

$$A_A = F_A \alpha A_0 \quad (7.6)$$

$$A_V = F_V \alpha A_1 \quad (7.7)$$

$$F_A = F_A^C F_A^H F_A^T \quad (7.8)$$

$$F_V = F_V^C F_V^H F_V^T \quad (7.9)$$

$$F_D = F_D^C F_D^H F_D^T \quad (7.10)$$

$$\beta = 2,4 \text{ en caso de coeficiente de amortiguamiento igual a } 5\%. \quad (7.11)$$

Para valores del coeficiente de amortiguamiento diferente a 5%, el factor de

amplificación espectral  $\beta$  se obtendrá según se indica en 7.6.

$$\beta^* = \max \left( \beta, \frac{A_V}{A_A} \right) \quad (7.12)$$

$$T_A = 0,20 T_B \quad (7.13)$$

$T_A$  está acotado según la fórmula (7.14):

$$0,02 \text{ s} \leq T_A \leq 0,05 \text{ s} \quad (7.14)$$

$$T_B = 0,25 T_C \quad (7.15)$$

$$T_C = \frac{1}{2,4} \left( \frac{A_V}{A_A} \right) \quad (7.16)$$

$$T_D = T_L \frac{F_D}{F_V} \quad (7.17)$$

$A_0$  y  $A_1$ : Coeficientes adimensionales de la aceleración del terreno y de la pseudo-aceleración espectral para el periodo de 1 s con coeficiente de amortiguamiento de 5%, respectivamente, para la componente sísmica horizontal dados en 4.2, salvo la sustitución indicada arriba. Corresponden a periodo medio de retorno de 475 años para la Clase de Sitio BC con profundidad  $H \leq 30$  m y condición topográfica leve (ver 5.2).

$T_L$ : Periodo de transición entre periodos intermedios y periodos largos dado en 4.2, salvo la sustitución indicada abajo.

$F_A^C, F_V^C, F_D^C$ : Factores de clase de sitio, para periodos cortos, intermedios y largos, respectivamente (tablas 8, 9 y 10).

$F_A^H, F_V^H, F_D^H$ : Factores de profundidad del basamento rocoso, para periodos cortos, intermedios y largos, respectivamente (tabla 12).

$F_A^T, F_V^T, F_D^T$ : Factores de condición topográfica, para periodos cortos, intermedios y largos, respectivamente (tabla 11).

$\alpha$ : Factor de Importancia dado en 4.3 para el Sismo de Diseño. Para los casos de las verificaciones con el Sismo Extremo y el Sismo Frecuente,  $\alpha$  se sustituye por  $\alpha_E$  (ver 4.4) y por  $\alpha_F$  (ver 4.5), respectivamente.

$q$ : Coeficiente de la rama espectral para periodos largos, dado en la tabla 17.

TABLA 17. Valores del coeficiente  $q$

Clase de Sitio	$q$
A, AB, B	1,5
BC, C	1,7
CD, D	1,9
DE, E	2,0

Figura 22. Formulación de los espectros elásticos de la norma COVENIN 1756:2018.

## 7.3 Espectro de Respuesta Inelástica

Las fórmulas del espectro de respuesta inelástica dadas a continuación corresponden al Sismo de Diseño (ver 1.3.1.1.a y 4.3) para cualquier Grupo de Importancia (ver 3.2). Se exceptúan los casos indicados en 7.2.a en los cuales se usarán los espectros elásticos sustitutos, con el mismo empleo posterior de  $R$ ,  $\rho$  y  $F_I$ . El espectro de respuesta inelástica para cualquier coeficiente de amortiguamiento asociado a una componente horizontal del movimiento sísmico se define por:

$$A_d(T) = \rho F_I A_A / 1,5 \quad T \leq T_A \quad (7.18)$$

$$A_d(T) = \rho F_I A_A \left[ \frac{1}{1,5} + \left( \frac{\beta^*}{R} - \frac{1}{1,5} \right) \left( \frac{T - T_A}{T^* - T_A} \right) \right] \quad T_A \leq T \leq T^* \quad (7.19)$$

$$A_d(T) = \rho F_I \frac{\beta^* A_A}{R} \quad T^* \leq T \leq T_C \quad (7.20)$$

$$A_d(T) = \rho F_I \frac{\beta^* A_A}{R} \left( \frac{T_C}{T} \right) \quad T_C \leq T \leq T_D \quad (7.21)$$

$$A_d(T) = \rho F_I \frac{\beta^* A_A}{R} \left( \frac{T_C}{T_D} \right) \left( \frac{T_D}{T} \right)^q \quad T_D \leq T \quad (7.22)$$

Donde:

$A_d(T)$ : Es la ordenada adimensional del espectro de respuesta inelástica de la componente horizontal del sismo para el periodo de vibración  $T$  (segundos).  $A_d(T)$  es igual a la pseudo-aceleración espectral dividida entre la aceleración de gravedad ( $g$ ).

$R$ : Es el Factor de Reducción de Respuesta definido en 6.2.

$A_A, T_A, T_C, T_D, \beta^*$  y  $q$  están definidos en 7.2.

$T^*$ : Es el periodo característico dado en la tabla 18.

$\rho$ : Es el Factor de Redundancia definido en 6.3.

$F_I$ : Es el Factor de Irregularidad definido en 6.4.

TABLA 18. Valores del periodo característico  $T^*$  en segundos

$R$	$T^*$
$R < 5$	0,1 (R-1)
$R \geq 5$	0,4

El valor de  $T^*$  está acotado según la fórmula (7.23):

$$0,25 T_C \leq T^* \leq T_C \quad (7.23)$$

Figura 23. Formulación de los espectros inelásticos de la norma COVENIN 1756:2018.

## REFERENCIAS

- AKI, K. (1965). Maximum Likelihood Estimate of  $b$  in the Formula  $\log N = a - bM$  and Its Confidence Limits. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 237–239, Tokyo Univ.
- AKI, K. (1984). Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction. *J. Geophys. Res.*, 89, 5867–5872.
- AKKAR, S. Y BOMMER, J.J. (2010). Empirical Equations for the Prediction of PGA, PGV and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region and the Middle East. *Seismol. Res. Letters*, 81(2), 195–206.
- ALVARADO, L., RODRÍGUEZ, L. Y PAOLINI, M. (2015). Integración de catálogos sísmicos pre-instrumentales período 1530-1900. *FUN-012,2015, FUNVISIS*, Caracas.
- ANDERSON, J.G. Y LUCO, J.E. (1983). Consequences of Slip Rate Constraints on Earthquake Occurrence Relations. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 471–496.
- ASCE (2016). Minimum design loads and associated criteria for buildings and other structures. ASCE Standard, ASCE/SEI 7-16. *American Society of Civil Engineers*, Reston, Virginia.

- ATKINSON, G. Y BOORE D. (2003). Empirical Ground-Motion Relations for Subduction Zone Earthquakes and their Application to Cascadia and Other Regions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1703–1729.
- ATKINSON, G. Y BOORE, D. (2006). Earthquake Ground-Motion Prediction Equations for Eastern North America. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 96, 2181–2205.
- BENDITO, A., RIVERO, P. Y LOBO, W. (2001). Curvas de isoaceleración para estados de desempeño estructural en el Occidente de Venezuela. *Boletín Técnico del IMME*, Vol. 39, N° 2, 1-18, Caracas.
- CHIOU, B. Y YOUNGS, R. (2008). An NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *Earthq. Spectra*, 24(1), 173–215.
- CSE, (2003). Escala macrosísmica europea 1998. EMS-98. *Comisión Sismológica Europea, Subcomisión de Ingeniería Sísmica*, Luxemburgo.
- CORNELL, C. (1968). Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58, 1583–1606.
- CORNELL, C.A. Y VANMARCKE, E.H. (1969). The Major Influences on Seismic Risk. *4th World Conference on Earthquake Engineering*, Santiago, Chile.
- COVENIN (2001). Edificaciones Sismorresistentes. Norma Venezolana COVENIN 1756:2001. *Comisión Venezolana de Normas Industriales, Fondonorma, MCT, Minfra, Funvisis*, Caracas.
- FODENORCA (2019). Norma Venezolana para Construcciones Sismorresistentes. COVENIN 1756:2018. *Fondo de Desarrollo para la Normalización, Calidad, Certificación y Metrología*, Caracas.
- GREGOR, N., ADDO, K., ABRAHAMSON, N. Y YOUNGS, R. (2012). Comparison of BC HYDRO Subduction GMPE to Data from Recent Large Megathrust Earthquakes. *15th World Conference on Earthq. Eng.*, Lisbon, Portugal, paper 4613, 10 pp.
- HERNÁNDEZ, J.J. (2009). Incorporación de la información macrosísmica en modelo sismogénico de Venezuela con fines de evaluaciones de amenaza sísmica. *V Jornadas Venezolanas de Sismología Histórica*, Mérida, Venezuela, 5 pp.
- HERNÁNDEZ, J.J. (2015). Amenaza sísmica con efectos de sitio para la actualización de la norma. *X Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, 2015*, Cumaná, Conferencia invitada, 9 pp.
- HERNÁNDEZ, J.J. Y SCHMITZ, (2017). Modelo sismogénico de Venezuela para evaluaciones de la amenaza sísmica. *XI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, 2017*, Caracas, Trabajo N° CONV-083, 12 pp.
- HERNÁNDEZ, J.J., SCHMITZ, M., PAOLINI, M. Y DELGADO, Y. (2017). Caracterización de la amenaza sísmica de Venezuela para la actualización de la Norma COVENIN 1756. *XI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, 2017*, Caracas, Trabajo N° CONV-082, 12 pp.
- IDRISS, I.M. Y ARCHULETA, R. (2005). Evaluation of Earthquake Ground Motions. *Division of Dam Safety and Inspections. Office of Energy Projects. Federal Energy Regulat. Commission*, Washington.
- LÓPEZ, O.A., HERNÁNDEZ, J.J., JÁCOME, J., SCHMITZ, M., MARINILLI, A., CORONEL D., G., MORILLO, M.M. Y MÁRQUEZ, B. (2017). Norma venezolana para construcciones sismorresistentes. *Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, 2017*, Trabajo N° CONV-090, 12 pp.
- ORDAZ, M., MARTINELLI, F., AGUILAR, A., ARBOLEDA, J., MELETTI, C. Y D'AMICO, V. (2015). CRISIS 2015. Program for Computing Seismic Hazard. *Instituto de Ingeniería UNAM*, Ciudad de México, México.
- PAOLINI, M., RODRÍGUEZ, L.M. Y OLBRICH, F. (2012). Actualización de las fallas activas de Venezuela como aporte a la evaluación de la amenaza sísmica. *FUN-077; 2012, FUNVISIS*, Caracas.
- PAOLINI, M. Y HERNÁNDEZ, J.J. (2015). 2015\_Fallas\_Vzla\_Points.xls. Trazas de las fallas activas de Venezuela. *FUNVISIS*, Caracas.
- PDVSA (1999). Diseño sismorresistente de instalaciones industriales. *Especificación PDVSA JA-221*, INTEVEP, S.A., Los Teques, 54 pp.
- PETERSEN, M., MOSCHETTI, M., POWERS, P., MUELLER, C., HALLER, K., FRANKEL, A., ZENG, Y., REZAEIAN, S., HARMSEN, S., BOYD, O., FIELD, N., CHEN, R., RUKSTALES, K.S., LUCO, N., WHEELER, R.L., WILLIAMS, R. Y OLSEN, A. (2014). Documentation for the 2014 Update of the United States National Seismic Hazard Maps. *U.S. Geological Survey, Open-File Report 2014–1091*, 243 pp.
- PEZESHK, S., ZANDIEH, A. Y TAVAKOLI, B. (2011). Hybrid Empirical Ground-Motion Prediction Equations for Eastern North America Using NGA Models and Updated Seismological Parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 101, 4, 1859–1870.

- QUIJADA, P., GAJARDO, E., FRANKE, M., KOZUCH, M. Y GRASES, J. (1993). Análisis de amenaza sísmica de Venezuela para el nuevo mapa de zonificación con fines de ingeniería. *VIII Seminario Latino-Americano de Ingeniería Sismo-Resistente*, Mérida, Venezuela. Memorias, Volumen II, p. S92-101.
- REITER, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis. Issues and Insights*. Columbia Univ. Press, NY.
- RENDÓN, H., ALVARADO, L., VÁSQUEZ, R. Y ROMERO G. (2014). Depuración y actualización del catálogo sísmico instrumental de Venezuela, BASEVEN, como producto previo al catálogo necesario en los estudios de la amenaza sísmica. *FUN-056,2014, FUNVISIS*, Caracas, 38 pp.
- SANDRI, L. Y MARZOCCHI, W. (2007). A Technical Note on the Bias in the Estimation of the b-Value and Its Uncertainty Through the Least Squares Technique. *Annals of Geophysics*, 50, 329–339.
- SCHMITZ, M., ORIHUELA, N., CHOY, J., GIL, E., MAZUERA, F., SÁNCHEZ, J., AUDEMARD, F., ARNAÍZ-PODRÍGUEZ, M., REINOZA, C., ARAUJO, F., RITTER, O., LEVANDER, A., NIU, F., ÁVILA, J., GARCÍA, K., YEGRES, L., CRUCES, J., WECKMANN, U., TIETZE, K., CERRADA, M., GONZÁLEZ, J., BARRETO, G., RENDÓN, H., BOLÍVAR, M., MOLERO Y. Y LARA, J. (2015). Investigaciones geofísicas integradas para estudiar la estructura litosférica de los Andes de Mérida. *X Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, 2015*, Cumaná.
- SCHMITZ, M., FUENMAYOR, R., MORALES, C., VALERA, E., HERNÁNDEZ, J.J., CHOLLETT, E., ANDRADE, L., AVÓN, D.; MÉNDEZ, R., MÉNDEZ, D., RODRÍGUEZ, L. Y FERNÁNDEZ, A.E. (2017). Proyecto de ordenanza para edificaciones sismorresistentes del Municipio Iribarren, Barquisimeto, estado Lara. *XI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, 2017*, Caracas, Trabajo N° CONV-110, 14 pp.
- SCHMITZ, M., MORALES, C., HERNÁNDEZ, J.J., CHOLLETT, E., ANDRADE, L., AVÓN, D., MÉNDEZ, R., MÉNDEZ, D., RODRÍGUEZ, L., ROJAS, R., ROCABADO, V., GARCÍA, K., DURÁN, L. Y EL GRUPO DE TRABAJO DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA BARQUISIMETO-CABUDARE (2020). Resultados e implementación de la microzonificación sísmica de Barquisimeto y Cabudare. *Geominas*, Vol. 48., No. 81, 3-14.
- STAPP, J.C. (1972). *Analysis of Completeness of the Earthquake Sample in the Puget Sound Area and Its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard*. International Conference on Microzonation, Seattle, USA, 14 pp.
- STEWART, J., DOUGLAS, J., JAVANBARG, M.B., DI ALESSANDRO, C., BOZORGNIA Y., ABRAHAMSON, N., BOORE, D., CAMPBELL, K., DELAUAUD, E., ERDIK, M. Y STAFFORD, P. (2013). GEM-PEER Task 3 Project: Selection of a Global Set of Ground Motion Prediction Equations. *PEER Report 2013/22, Pacific Earthquake Engineering Research Center*, University of California, Berkeley, 251 pp.
- VAN STIPHOUT, T., ZHUANG, J. Y MARSAN, D. (2012). Seismicity Declustering. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. *CORSSA*. <http://www.corssa.org>.
- VÁSQUEZ, R. Y HERNÁNDEZ, J.J. (2015). Desagrupación del Catálogo Sísmico\_v2 en 4 rangos de profundidades. *FUNVISIS*, Caracas.
- WELLS, D. Y COPPERSMITH, Y. (1994). New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 974–1002.
- WESNOUSKY, S.G. (1994). The Gutenberg-Richter or Characteristic Earthquake Distribution, which is it? *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1940–1959.
- WOESSNER, J. Y WIEMER, S. (2005). Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 684–698.
- ZHAO, J.X., ZHANG, J., ASANO, A., OHNO, Y., OUCHI, T., TAKAHASHI, T., OGAWA, H., IRIKURA, K., THIO, H.K., SOMERVILLE, P.G., FUKUSHIMA, Y. Y FUKUSHIMA, Y. (2006). Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 96(3), 898–913.